



TITLE:

富山縣西部及石川縣東部の第三紀層(富山縣及石川縣の地質學的研究1)

AUTHOR(S):

池邊, 展生

CITATION:

池邊, 展生. 富山縣西部及石川縣東部の第三紀層(富山縣及石川縣の地質學的研究1). 地學 1949, 1(1): 14-26

ISSUE DATE:

1949-07-23

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/186204>

RIGHT:

富山縣西部及石川縣東部の第三紀層

(富山縣及石川縣の地質學的研究 1)

池 邊 展 生

ま え が き

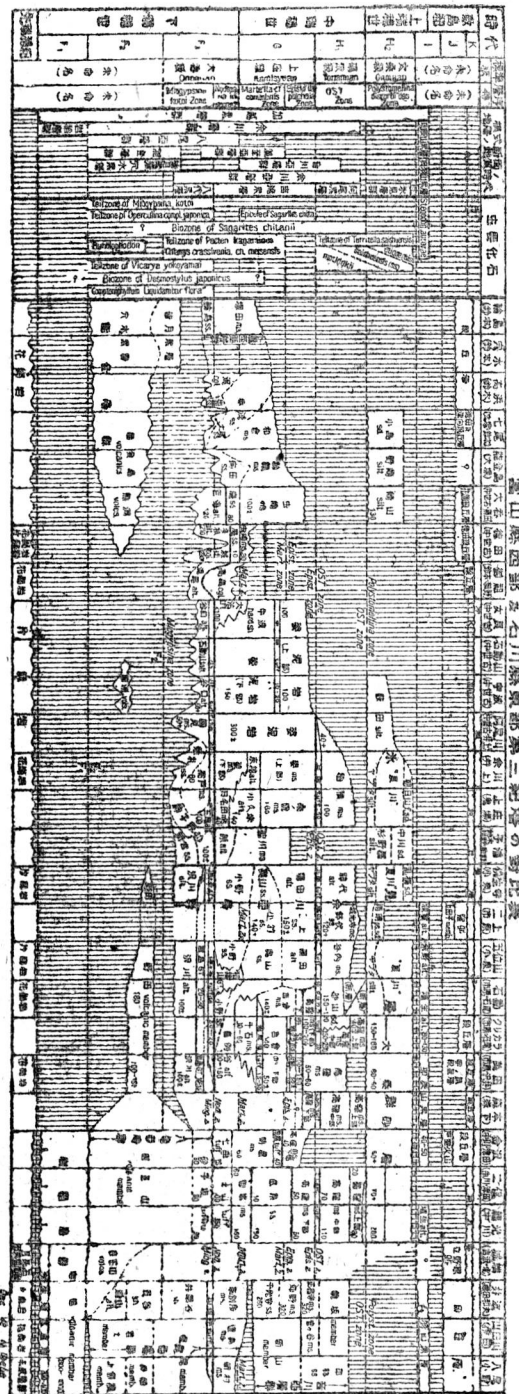
能登半島から金澤市附近、富山平野のまわりの丘陵地帯は大部分新第三紀層からできていて、古くから化石がたくさんでることで知られている。これらの地層とその化石は多くの學者によつて研究されているが、そのうちで横山又次郎、望月勝海、横山次郎、今村外治、小野山武文、大塚彌之助、八木次男らの論文は重要なもので私どもの今までの知識の基礎となつている。今までの研究によつて知られること、この地方の新第三紀層は新潟秋田などの含油第三紀層に似ていること、化石がたくさんで、層序がわりあい完全に、裏日本の新第三紀層のうちで標準的なものであるとゆうことである。そこで商工省につくられた石油開發促進委員會(略稱 PEAC)で、これらの地層をおくわしく調査することをおきめ、去年の夏と今年の夏の2回にわたつて京都大學と地質調査所が中心となり、廣島文理大、東大などの應援おえて地質調査がおこなわれた。その結果、この地方の層序は予期した以上に新潟方面のものとよく似ていること、單に裏日本だけでなく日本の新第三紀層の標準の1つと考えられることがわかつた。石油がでるかでないかわよやく地質のデータが集つただけで、これからさらに物理探査法や、ボーリングによつて調査を進め、全體のデータを綜合的に検討しなければほんとのことわわわからない。ここで私、京大で調査した地域を中心として、他の班の調査した地方についても適當に参照し、綜合して、主として能登半島基部の第三紀層について綜括的にのべるとともに、これお材料として日本の第三紀地史學の一般的な問題について私の考え方の發展に多少ふれてみたい。

この論文お發表するのに當つて石油開發委員會、共同研究者である京大地質學教室の横山教授以下第三講座の職員學生諸氏*、第二講座の吉澤甫、松本隆 兩氏、地質調査所の金原均二、小野映、伊田一善、大山桂、細野實の諸氏、資源科學研究所の鈴木好一氏、金澤高師の粕野義夫氏、廣島文理大の今村教授、現地で調査上いろいろの便宜おあたえて下さつた地方自治體當局、特に大畠重治氏に厚く感謝したい。

基 盤

この地方の新第三紀層の基盤は大部分花崗片麻岩及花崗岩である。この花崗片麻岩は飛彈山地から能登半島にかけて廣く發達している飛彈片麻岩とよばれているもので、ところ

* 特に森島正夫、藤田和夫、中川衷三、中世古幸次郎、市原實、森下晶、井上寛生の諸氏。



どころに結晶質の石灰岩おはさんでいる。この片麻岩のうち水成岩から變つた部分わ古生代の秩父累層群のものといわれている。花崗岩の部分わ比較的少い。これらわ第三紀層地域の南側と、寶達山附近、石動山脈中にとりどころ、"邑知地溝"以北の能登半島にとりどころに第三紀層の基盤として露出している。

八尾の南から東にかけてわこの片麻岩より新しいユラ^{*}紀の手取層群があつて植物や貝の化石お出す。城端町の南の山地でわ新第三紀層と片麻岩との間に月長石お含む石英粗面岩の熔岩がある。これわ片麻岩上に不整合にのり、又新第三紀層の最下部の岩稻層群の基底層に不整合におおわれている。その噴出時代わいまのところでわ手取層群より新しく、岩稻層群より古いとしかいえない。つまり白亜紀か古第三紀のものであるおが或わ新第三紀の一番古いものかもしれない。

第三紀層の分布と大體の地質構造

以上の基盤の露出地域と平野及段丘の砂礫層の部分以外の丘陵地帯（一部でわ中山性の山地）わ全部新第三紀層でつくられている。もつとも新第三紀層の分布地域内の平野の地下が新第三紀層であることわゆうま

でもない。

この地域わ新第三紀層の構造上からみて次のよおに分けることができる。(1) 能登半島

* 普通ジュラ紀とよばれているが、松本達郎に従つてユラ (Jura) お用いたい。

主部。これわ邑知^{ツチ}鴻一七尾以北の能登半島の部分で、大部分能登層群からできている。鈴木好一らにより調査された地域で、いづれ鈴木により発表されるであろう。(2) “邑知地溝” 邑知鴻から七尾の南にかけての平地の部分で普通地溝と呼ばれている部分であるが地質學的にこれが地溝であることわまだ證明されていない。かえつてここに一本の斷層があると考えた方がよさそうだ。横山により指摘されたよおに少くともこの兩側の部分わ對稱的でない。(2) わ七尾の附近で消失し能登島で(2)と(3)とがつづいている。(3) 石動山背斜。子浦から氷見の南にかけての線以北、崎山半島の先端おへて能登島の東部にわたる一帯で大きな背斜帯で大部分わ余川亞層群からできている。背斜軸わ大體縣境の山脈(石動山脈)の頂部ににそい碁石峯から荒山峠、^{タツノガハ}石動山おへて東北にのびている。背斜の南東翼わ緩く傾斜し 10° 内外であるが北西翼わ比較的急で 20° 以上に達する。石動山から北東でわ背斜わいくつにも分岐し鹿島郡の大吞から崎山の地帯わゆるい傾斜で波打った構造である。石動山以北でわ能登層群もわりあい廣く分布している。南の方でわ余川亞層群が直接基盤の上にのつている。(4) 一ノ島撓曲斷層及氷見向斜。鹿島郡柏崎村竹生野から南志雄村原、氷見郡久目村一ノ島おへて御林山にいたる斷層お一ノ島撓曲斷層とよぶ。南側の寶達ドームの北翼が斷層に近づき傾斜が急になり(ほとんど垂直になり)斷層の北側の石動山背斜地帯でわ再びゆるい傾斜の地層になる。これわ寶達山のmassが北に石動山背斜に向つてつき上げたよおな現象お呈している。この斷層わ東にだんだん弱くなり遂に斷層わ消えて氷見向斜にうつる。しかし斷層の延長部でわ(向斜の南翼)傾斜わわりあい急である。氷見向斜わ \angle 形に東に開いた向斜で東にゆくと南翼の傾斜も次第にゆるくなる。

(5) 寶達複背斜。寶達山の基盤(片麻岩及花崗岩)おとりまくドームとその東に雁行してのびた吉池、^{カツラ}蒲田、二上の背斜、および寶達山とクリカラ、石動の間の緩傾斜の地帯おふくむ。蒲田背斜と二上背斜の間わ南北に走る海老坂逆斷層によつて切られている。この地帯わ一種の安定地帯として(4)と(6)おへだてて(3)及(8)に對立する部分である。

(6) ^{イヌガキ}石動斷層帶。五位山村西明寺の北から石動附近おへてクリカラ方面にわたり(5)の南東お限る地帯で、この部分でわ3~4條の著しい斷層が並行し、また小斷層が多く地層わ急斜している。(5)の南東のはじめにわこの斷層に沿うて北翼わゆるく南東翼の急斜した田川背斜がある。この帶の地質構造わ複雑であるが要するに(5)の南東お限る不安定の地帯とみるべき部分である。

(7) 金澤緩斜帶。(5)の南につづき金澤、津幡間の東側の丘陵の部分で余川層群の最上部と氷見層群がひろくほとんど水平に分布する地帯である。河北平野に近づいて傾斜わ $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ になる。

(8) ^{ザン}醫王山ノーズ状構造。醫王山とその北につづく^{カシノ}蟹谷丘陵の部分で北に突出したノーズ状の構造おなす。地層わ一般にゆるく北に傾斜しているが西側と東側ではやゝ急に外に向つて傾斜している。(7)と(8)の間にわ(6)の延長部分がくさび状に入り込み深く落

ちこんだ東翼わ極めて急斜した向斜おつくつている。このノーズ狀構造わ單に褶曲として後からつくられたのでわなく昔の醫王山火山の北側に地層がそれお取り巻くよおな形に堆積したためでもあるよおだ。

(9) 南部山地。南側の飛彈山地から丘陵地帯にうつり變る部分で大部分岩稻層群からできた中山性の山地である。地層わ一般に北に傾斜しているが城端の南でわ東西の背斜がありその軸部には基盤の月長石石英粗面岩がでている。金澤の南から醫王山の南にかけての新第三紀層わ基底部までまだ調査していない。なお井波と八尾の間にわ(8)と礪波平野おへだててもう一つのノーズ構造が北に突き出し、その先端にわ背斜の西翼が半月狀にのこつたよおな吳羽山丘陵がある。

岩相による第三紀層の層序

ここでのべる層序區分わ岩相と累重關係にもとづいてきめたものである。地層の岩相による區分の最小の單位わ單層(layer, stratum)であり、いくつかの單層が集つて、部層(member)お構成する。部層わ比較的一様な一つづきの岩層で、標準露出地の地名に岩相名お加えた二命名法によつて名前おつける。もちろん互層(alternation)のよおなものわ一括して一つの部層として取扱われる。この單元のしめる空間的のひろがりわ大體五万分の一の地圖で表現できる位のものとしたい。單層でも特別の場合(たとえばうすい凝灰岩でも個有名を必要とするよおな場合)にわ命名することがある。いくつかの部層の集りでかなりの空間的のひろがりお持ち、何らかの共通な地質現象型によつて他の部分とわけることができるものお累層又わ層(formation)とよぶ。累層わ部層お垂直及水平の方向(層序的に)に追跡し、その變化お関連づけることによつてきめられる。その空間的のひろがりわ大體二十万分の一の地圖にまとめて表現できる位の大きさが適當と考える。累層わもはや單なる岩相による單位でわなく、地質圖法上の單位に轉化したもので、一つの累層内でも岩相わいろいろに變化するものである。だから累層の命名のときにわ岩相名お附記しない方がよい。ここで定義した累層わ今まで bed とよばれているものから時にわ層群とよばれていたものまで含まれる。いくつかの累層が集つて、より高次の共通の地質現象型おもつものにまとめられるときにわ、これお層群(group)とよぶ。多くの場合一つの層群の上下わ不整合、あるいわ沈積條件の著しい變化でがざられ、全體として一種の沈積輪廻の現象型お呈する。層群と累層との中間に亞層群(subgroup)おおいた方が地質圖法上合理的で、又便利ことが多い。層群おいくつかまとめたものお累層群(supergroup)とよぶこともある。これらの岩相上及圖法上の各單元(層)の境わ後でのべる生物層序學上乃至時間的層序學上の境とわ一致しない。以上にのべたプリンシプルに従つてこの地域の第三紀層お次にのべるよおにわける。

岩稻層群(仮稱)(Iwainé Group) 岩稻層群のタイプ斷面わ笹津、^{イモス}今生津間の神通川に沿う斷面である。このタイプ斷面わはじめ横山によりのべられ(八尾統の下部)そののち今村によつて八尾統から分離されて岩稻層とよばれた。ここでわ仮りに岩稻層群とよんで

おくが層群としてわもつと大きな地名お用いたいのて將來わ別の層群名おつけ岩稻の名わ累層名の方につかいたいと考えている。岩稻層群わ八尾の南でわ厚さが1000 m位ある。基底部にわ基底礫岩及砂岩があり、神通川地域でわ今生津礫岩とよばれている。基底層の上にはおもに安山岩質の集塊岩、凝灰角礫岩、凝灰岩、綠色凝灰岩、安山岩熔岩などからなり局部的に頁岩おはさむ厚い層が来る。金澤の南から湯涌方面でわ一部に石英粗面岩乃至石英安山岩もあり一時酸性の火山活動もあつたことお示している。鶴來から金澤の南(瀬嶺以南)、城端の南、八尾の南、神通川のタイプ地域おへて早月川の中流まで分布しているが、それ以東北にわ知られていない。東南にわ福井方面にのびて福井圖幅(7,5000分の1)に示されている綠色凝灰岩やプロピライトにつづくものとお考えるがこれわまだ確めてわいない。化石わ貧弱な植物化石のほかまだ知られていない。海成か陸成かわわからないうが、このよおに廣範圍に厚く堆積していることからみて陸上の火山の噴出物とみるよりわ海底火山の噴出物とみた方がよいのでわないかと考える。岩稻層群についてわまだこれから火山層序學(Volcanostratigraphy)としてもつと調査研究おしなければならない。今まで知られた範圍でわ岩稻層群の基底わわりあい平たんで起伏わ少いよおである。

能登層群 (Noto Group) 能登層群わ鈴木好一がおもに“邑知地溝”以北の能登半島に發達する第三紀下部層に對して命名したもので、安山岩、集塊岩、凝灰岩のよおな火山性の岩石と礫岩、砂岩、頁岩などからできている地層でところどころに亞炭お含んでいる。くわしい記載わ鈴木によつて發表されるであろ。鈴木によると下部の穴水累層(Anamizu Formation)と上部の皆月累層(Minazuki Formation)にわけられる。穴水累層にわ火砕岩や安山岩熔岩が多く、水成岩も大部分火山性の礫岩で、その間にところどころに砂岩頁岩が patch おなして分布する。亞炭のでるにわこのよおな部分で、また *Vicarya yokoyamai*, *Vicaryella*, *Anadara daitokudoensis*, *Miogyopsina* などの化石がでる。植物化石もある。鹿間時夫が報告した *Pentalophodon*(高井冬二によれば *Bunolophodon*) わこの層からでたもので、高井の報告した *Desmostylus japonicus* も鳳至郡鶴川村七見産のものわ鈴木によれば穴水累層からでたものだそおだ。穴水累層わ海底火山によつてつくられた多島海の間の浅い海に水成岩が堆積したもので、その基底わ起伏にとんでいるから基底の花崗岩片麻岩からできた島もたくさんあつたであろ。崎山半島から石動山附近にわ余川亞層群の下に穴水累層の安山岩、集塊岩、凝灰岩、火山礫岩などがかなり廣く露出していて、穴水累層が宇波川流域まで發達していることわ確實である。上部の皆月累層にわ火砕岩が比較的少く、礫岩がおもで黑色頁岩、石英砂岩などもある。門前から輪島の方面の半島の北西部に發達し南の方にわその分布おみない。輪島の檢潮儀の附近でわ「うに」の棘の化石が多く貝もでる。鈴木によると皆月累層からわ *Chlamys crassivenia* の化石がでるとゆう。穴水累層の化石が洗い出されて再び堆積したらしいものもあるから穴水と皆月とわ局部的に不整合現象があるらしい。能登層群と岩稻層群とわ一見同時代のよおにみえるが、化石からみると能登層群の方が新しいもので、岩稻層群の堆積時代にわ能登わ陸地であり、能

登層群堆積時代にわその南すなわち邑知潟から氷見にかけての地帯に片麻岩、花崗岩の陸地があつたものである。

余川層群 (Yokawa Group) これわ江刺庄藏が氷見の西の余川村附近の地層につけた余川統 (横山發表) にもとづく。江刺の余川統わここでゆう狹義の余川層群すなわち余川亞層群にあたるもので、余川層群のなかにわこの他に八尾、音川および鳳至の亞層群がある。余川層群わ能登半島基部から富山縣の山麓地帯に一ばん廣く分布している第三紀層である余川層義のタイプ斷面わ氷見地域の阿尾川にそう斷面で、このタイプ斷面にあらわれる地層によつて構成されているのが余川亞層群で、今まで私どもが余川層群とよんでいたものである。

余川亞層群 (Yokawa Subgroup) これわ下から順に八代^{トシノ}累層 (今まで高戸累層とよんだもの)、吉瀧累層及阿尾累層の三つにわけられる。タイプの阿尾川の斷面 (八代炭坑から阿尾まで) で下から順に懸札砂岩、高戸泥岩、小川層灰岩、姿泥岩、^{ウツ}上田凝灰岩、稻積泥岩の6のメンバーがみとめられる。懸札砂岩わ今まで八代砂岩とよんでいたが、この名お累層名に昇格させたので、碁石村懸札附近おタイプとする懸札砂岩の名おつかうことにした。これわ中～粗粒の砂岩で基底の花崗岩の島狀につき出した部分に不整合にのり亞炭お含む。亞炭わ八代附近で採掘されているもので厚い所でわ2 m 位ある。懸札砂岩わここでわ30 m 位の厚さであるが碁石村方面でわもつと厚い。その上部わ泥岩と互層し高戸泥岩 (タイプわ碁石村高戸) にうつり變る。これわ暗灰色～黒色泥岩で稀に貝化石や *Sagarites* (海綿といわれている) お含む。厚さわ40 m 位であるがこれも碁石村でわ厚くなる。上部わ著しく凝灰質になり、凝灰質泥岩と緻密な凝灰岩とが薄く板狀に互層した小川層灰岩 (タイプわ碁石村小川) にうつり變る。この層灰岩わ厚さ20~40 m あり有効なキーベッドとなる。層灰岩の上につづく姿泥岩 (タイプわ女良村姿の海崖、今まで吉瀧泥岩とよんでいたが八代砂岩と同じ理由で改名した) わ岩質上 まつたく高戸泥岩とわ區別できない。*Sagarites* に富み *Limopsis tokaiensis* その他の泥相中に普通の貝や、海綿の骨針、魚鱗などの化石お含む。厚さわ約300 m ある。その中部に數枚の砂層おはさむがこの部分わ余川村方面でわ互層に變る。上田凝灰岩わ厚さ10 m 位の粗粒の浮石質凝灰岩でタイプの上庄村上田でわ凝灰質泥岩中に數枚の細粒の凝灰岩 (みがき砂) がはさまつたよおになる。氷見町稻積でわこの凝灰岩が天然セメントとして採掘されている。これも小川層灰岩と同じく有効なキーベッドである。稻積泥岩 (タイプわ氷見町稻積、今まで阿尾泥岩とよんだもの、改名した理由わ吉瀧などと同じ) わ上田凝灰岩につづく暗灰色塊狀のやゝ軟い泥岩で阿尾川でわ40 m 位の厚さであるが、ここでわ最上部がかけている。以上のべたタイプ斷面の小川層灰岩以下お八代累層 (タイプわ八代炭坑附近の懸札砂岩)、中部の姿泥岩の部分お吉瀧累層 (タイプわ八代村吉瀧における姿泥岩)、上田凝灰岩以上お阿尾累層 (タイプわ阿尾部落附近の稻積泥岩) とする。この區分わ全地域の余川亞層群に適用できる。

これらのタイプ斷面における岩相わ、それぞれのメンバーお層位的に水平に追かけてゆ

くといろいろの岩相に変化する。すなわち、泥岩から砂・泥互層おへて砂岩あるいわ砂・礫・泥の互層、また礫岩にかわり、ふたたび互層おへてもと同じよおな泥岩にかわる。このよおな追跡のさいにわ、いろいろの凝灰岩層が役にたつ。しかし凝灰岩も廣い地域にわたつて連續するものでなく、ときにわ大泊凝灰岩や稻葉山綠色凝灰岩のよおにあるメンバーの大部分が厚い凝灰岩でおきかえられていることもある。これらのいろいろのメンバーをそれぞれタイプお指定して命名してあるが、それらについてここでのべることわあまりに繁雜になるから省畧する。別につけた對比表によつて各地域のメンバーと大體の厚さお知つて頂きたい。特に岩相の變化の著しいわ八代累層であつて八代累層わ起伏のはげしい基盤に海進の初期に堆積したものであるから礫岩、砂岩及互層の部分が多く泥岩の部分わ少い。八代村の北部でわこの累層わ國見泥岩お主としているが、これわ八代の懸札砂岩から下の層準まで含むもので凹所に堆積したものである。崎山半島でわ八代累層わ大部分百海互層（砂岩、礫岩、泥岩の互層）で、石動山脈の北西側でわ礫岩が多い（城山礫岩）。寶達山附近の八代累層の下部わアーコーズ、礫岩、泥岩の互層で上部でわ黑色泥岩と砂岩の互層に數枚の綠色凝灰岩が入つている。（澤川互層）。八代累層の砂質部にわ、*Chlamys crassivenia*, *Chlamys meisensis* などが知られ、泥質部にわ *Propeamussium tateiwa* がでる。大泊凝灰岩の最下部からわ *Miogypsina kotoi* おだし、百海の百海層から *Operculina complanata japoica*, 澤川互層中の宮島綠色凝灰岩からわ *Miogypsina* と *Operculina* がでた。八代累層わ國見泥岩、高戸泥岩おのぞいて大部分わ淺海に堆積したものである。吉瀧累層でわ岩相の變化わ八代累層よりわ少く泥相が廣く發達している。もつとも砂岩又わ砂泥互層の部分も石動山背斜の南東部から寶達複背斜の東部にかけてかなり廣く發達している。醫玉山の附近でも藏原砂岩のよおな砂相が中部にみられる。石動山背斜の北西でわ礫岩相（高島礫岩）が發達し、これわ邑知潟の北の瀧礫岩につづく。瀧礫岩わさらに赤浦砂岩にうつり變り、赤浦又和倉泥岩の吉瀧のノーマルの相にもどる。吉瀧累層の泥岩の中に化石わ *Sagmites* の他あまり多くわない。砂岩の中にわところどころに *Pecten kagamianus* がでる。藏原砂岩わかなり多くの貝化石お産する（その一部わ小野山武文によつて藏原層及湯ノ谷層の化石として報告されている）。七尾附近の七尾石灰質砂岩も吉瀧累層の一岩相でこれわ *Pecten kagamianus*, *Chlamys crassivenia*, *Chlamys notoensis* などお産することがよく知られている。鈴木によると能登島半島の *Desmostylus* わ吉瀧累層からでたものである。大吞地域から七尾附近には吉瀧累層の下部に海綠石の多い砂岩があるがこれわ一定の層準お示すものでわない。時代的にわ邑知潟以北の吉瀧わタイプのものよりやゝ古い時代のもも含まれているよおだ（*Operculina* の産出などでも知られる）。阿尾累層の發達しているわ阿尾附近以南の氷見地域（稻積泥岩など）と礪波丘陵、金澤の南東部（高窪泥岩）であり大體塊狀の泥岩相が多いが寶達背斜の東部でわ互層おへて砂岩（鉢伏砂岩）にかわつている。また石動からクリカラ峠附近にわ砂山砂層とよばれる花崗質砂の著しい相があるが、これも阿尾累層の一岩相である。小野山により竹ノ橋層とよばれたものわタイ

プ地域の關係から高窪泥岩とあらためた。また小野山の下中層および千石層をそれぞれ吉瀧累層中のメンバーとして採用したが、南蟹谷層群の名を余川亞層群との直接の關係がはつきりしたのでこれお廢止した。阿尾累層をきわめて化石に乏しく、*Sagurites* や有孔虫も少い。高窪泥岩の上部を小野山の輕石層とよんだもので横山の第1輕石帶以上の部分にあたり、第2輕石帶が含まれる。第3輕石帶を氷見層群のものだ。高窪泥岩の下限を時代的にわタイプの阿尾累層より古い部分も入るが地質圖法上からこれを阿尾に入れねばならない。

八尾亞層群 (Yatsuo Subgroup) これを地域の南部に發達する余川層群の下半部であつて余川亞層群より大體古いものであるが一部を時代的にオーバーラップしている。横山の八尾統にもとづくものでタイプは八尾附近である。タイプ地域の八尾亞層群を小野、伊田によつて調査されたものでいづれくわしく發表されるであらう。大體のこと横山、今村の從來の論文によつて知られている。八尾附近で岩稻層群との間に不整合がみられ基底に礫岩がある。室牧川沿岸でこの礫岩が厚く發達し昔の扇狀地であつたことが推定される。基底礫岩の上にわ掛畑、樫尾の五層のメンバーがあり、その上に新村泥岩がある。大體下部にわ植物化石 (*Comptoniophyllum*, *Liquidambar* など) があり海棲の化石もなく、その上に水溫の高い瀕海性の沼澤地あるいわ浅い海などにすむ貝 (*Vicarya yokoyamai*, *Vicaryella*, *Telescopium*, *Rimella*, *Chicoreus*, *Anadara* aff. *daitokudoensis*, *Protorotella*, *Chlamys nisataiensis* など) 浅い暖い海にすむ *Miogyopsina*, *Operculina* などの高等有孔虫のでる部分があり、最上部の泥岩層にわ亞沿岸性の *Yoldia*, *Lucina* などの貝がでる。八尾から西に行くと新村泥岩と樫尾五層の間に山田中凝灰岩があり、これを有効なキーベツドとなりこれお境に八尾亞層群お上下の兩累層 (まだ名おつけてない) に分ける。山田川から西に行くと基底部にわ礫岩もなく岩稻層群とわ整合であるよおにみえ、最下部の湯山五層にわ *Liquidambar* などの植物化石のほか *Anadara takeyamae*, *Anadara abdita* などの海の貝がでて、厚い黑色頁岩からなる^{ゴッホ}五谷、井栗谷の兩泥岩層がつづく。上部の泥岩をわ山田中凝灰岩の上に東からつづいて *Thyasira*, *Lucina*, *Yoldia* のよおな泥相中の貝化石おだす。*Miogyopsina*, *Operculina* を山田中凝灰岩の直下に多く、それより上にわでない。さらに西に醫王山地域でわ八尾亞層群の大部分を醫王山の石英粗面岩熔岩、綠色凝灰岩、凝灰角礫岩火山砂礫岩、火山性泥岩などからなり、その上に *Operculina* お産する砂子坂層灰岩がある。この砂子坂層灰岩をさらに西の淺野川、犀川の地域まで追跡され *Operculina* のほか、八尾地域にでると同じ *Vicarya*, *Rimella*, *Chlamys nisataiensis*, *Calliostoma*, *Polinices meisenis*, *Pecticaria* などがでる。犀川の西でも *Operculina* お産し、またこの下から *Comptoniophyllum* がでている。醫王山の石英粗面岩質の岩層を醫王山でわすこぶる底厚いがその東西で急に薄くなつていし、また醫王山自體の成層狀態からみて、これが昔の火山であつたことが推定される。醫王山火山が海底火山であつたかどうか問題であるが、奥新保の南でこの凝灰岩の中から有孔虫がでたことから少くとも海岸の火山で一部を海底に沈積した

もので、おそらく海底火山として成長して陸上にあらわれたものでないかと考えている。そして砂子坂メンバーはこの火山の山麓の海濱に沈積したものである。砂子坂メンバー中に獸類の足跡化石の見出されたことわこれが海濱（潮間帯あたり）の堆積物であることお示していると考え。後でのべるよおに八尾亞層群の上部わ余川亞層群の下部とわ時代的に同じものであるがその下部わ能登層群と同時代である。寶達山の基盤岩と余川亞層群との間に野田火砕岩層とよぶ石英粗面岩質の凝灰角礫岩があつて、余川亞層群に不整合におおわれているが、これわおそらく醫王山メンバーのつづきで醫王山火山の噴出物が寶達山の島にさえぎられて止つたものでないかと考える。砂子坂メンバーわ吉瀧累層の土山層灰岩に不整合現象でおおわれているが、これわ微化石層序學的研究の結果時間的のギャップわほとんどないものであることがわかつた。大山桂わ八尾亞層群下部の貝化石群に現世の熱帯のマングローブ地帯のものに似たものがでることから當時の氣候お熱帯乃至亞熱帯と推定しているが、これわまだ全面的にわ賛成しにくい。とに角今より暖かであつたことわ確實である。

音川亞層群 (Otokawa Subgroup) これわ八尾地域の余川層群の上部であつて音川村附近おタイプとし富山と高岡の間の丘陵の大部分おつくつている砂岩と泥岩お主とする地層である。八尾亞層群との間にわ不整合があるが、この不整合わ西、北、東北にわ消失し、八尾の上部と音川とが合して余川亞層群に變化する。音川亞層群の下部にわ *Pecten kagami-anus*, *Ohlumys meisensis*, *Glycymeris crassa*, *Phos iwakianus* などがでるが上部からわ *Pecten yessoensis*, *Turritella saishuensis motilukii*, *Anadara* などがでて氷見層群の化石ににてくる。

鳳至亞層群 (Fugeshi Subgroup) これわ輪島附近から能登半島の東部に發達する余川層群で、大塚、鈴木、望月の研究がある。大體余川亞層群に似ているよおで輪島でわ能登層群お不整合におおい、下部の砂岩からわ *Miogyopsina* おだし、その上に和倉泥岩に似た塚田泥岩がある。これわ分布が異なるから別の亞層群としたが、あるいわ余川亞層群に一括した方がよいのかもしれない。

氷見層群 (Himi Group) 氷見層群わ余川層群の上に整合又わ不整合にのる青灰色シルト、細砂、砂の層で氷見地域でわ中部に新潟縣の灰爪累層にみられるのと全く同様な「夏川」すなわち石灰質砂層おはさんでいる。礪波丘陵から金澤方面でわ「夏川」わなく全體が砂層となつている。タイプわ氷見町朝日山の断面とする。タイプでわ下部に藪田シルト、中部に「夏川」、上部に朝日山細砂がある。この藪田シルトわ北の藪田附近によく發達している。「夏川」わ氷見から石動附近の田川まで追跡できるが一定の層準お示すものでない。金澤方面の氷見層群わ大桑砂層で多くの貝化石お含む（小野山のくわしい研究がある）。氷見附近でも化石わ貝、有孔虫共に多い。氷見層群についてわのべたい問題が多いのであるが紙數もつまつてきたのでただその基底の不整合の問題だけお取りあげよ。金澤緩斜帯でわ高窪泥岩と大桑砂層とわ完全に整合に連續し岩相でも明瞭な境界おひくことわで

きない。ただ生物群が急變し大桑に入ると貝と有孔虫が多くなる。野外でわその境が第2と第3の輕石帶の間に人爲的に引くことになる。醫王山ノーズ地帯でわ、大桑砂層の基底に基底礫岩があり高窪泥岩の礫がもつと古い地層のものと共にたくさん入っている。しかしここでも高窪泥岩の上部がわづかかっているにすぎないので、第2輕石帶がけずられているところもあるが大體わほとんど完全である。二俣から南にゆくと大桑砂層がわ高窪泥岩の全部から藏原砂岩までおオーバーラップするよおになり、この現象が金澤の南でも見られ、ここでわ高窪の下部がわづかに残っている。一方石動—津幡の線から北にゆくと阿尾累層の一部が同じよおに欠けてきて、西でわ子浦附近でわ吉瀧と氷見層群が接し、東側でわ氷見附近から北でわだんだん阿尾がうすくなり宇波以北でわやはり吉瀧の上に直接氷見がのつている。これから北の能登半島でわ大吞、七尾の附近までずっと同様であることわ對比表にみられる通りである。英田村附近でわ余川層群の半向斜構造おきつて氷見層群が分布している。このよおに金澤緩斜帶から北と南に遠ざかるにつれて余川層群上部の地層の欠除が著しくなり、南側の方が近い所で欠除の程度が著しい。從來地史學において整合と不整合おはつきり對立させ二者選一のよおな考え方おするよおに見られることわ考えなければならぬ。また不整合現象と不整合との區別おはつきり認識する必要がある。堆積物のないところが現在の海底にもあることわよく知られており、同時侵蝕とゆう問題もある。ほんとの不整合が二つの地層の間に地質學的に認識できる時間のギャップのあることが絶對の條件であり、整合と不整合がまさに時間の量的の差であり質的の差でわない。今回の調査地域のよおに時代的にきわめて近い地層の間お取扱っている場合に不整合の問題お論ずるときにわ不整合が同時に他の場所で整合であることお意味しており、不整合によつて表される時間的ギャップの量が正しく認識されねばならぬ。この意味に於て余川層群と氷見層群との間にわ正に不整合がある。ところがこの氷見層群の基底部にわ普通の基底層のよおなものがなく、いきなりかなり深い海の堆積物がくる(南部でわ普通の不整合)。私わこの氷見層群下の不整合(石動以北の)が海底に於て形成されたものと考えている。つまり余川層群堆積期の終り近くに地向斜の移動あるいわ何らかの地殻運動により海底に變化が生じたものと考えたいのである。この問題がもつと詳しく論じたいが、その他の不整合に關するいろいろの問題(例えば傾斜不整合の問題)などと共に稿お故めてのべたいとおもう。とにかく氷見層群の分布とその基底部の變化との關係が多くの問題お提供しているのである。

卯辰山累層、^{ハニツ}殖生累層、吳羽山累層。これらわそれぞれ金澤附近から津幡の北にかけて礪波平野のまわりの所々、吳羽山から高岡市の南東の丘陵にかけての三地域に分布している。砂、粘土、礫の層で殖生でわ亞炭が産する。それぞれ獨立した地域に堆積した三角洲扇狀地及ラグーンの堆積物と考えられる。三木茂の植物化石の研究によると卯辰山累層や殖生累層が海岸の沼澤地成であるということだ。氷見層群以下の層とわ不整合現象があるが(分布と構造によつて判斷される)まだ時間的ギャップの程度がわわからない。戸室産と

ゆわれる *Stegodon anrorae* わ卯辰山累層からでたものらしい。春日山層とよばれるもの
わ卯辰山累層のなかに含まれる。

以上のべた岩相にはじまり卯辰山累層などによつて終る一群の地層を加越果層群 (Kac-
tsu Supergroup) と名づける。

加越果層群より後の地層にわ段丘層 (海岸及河岸) や沖積層があるが省略する。ただ金
澤南東の戸室山わ浅野川、犀川の最高位段丘 (海拔 300 m に達する) とほぼ同時代に噴出
した火山 (閃雲安山岩) であることお注意しておく。

Microbiostratigraphy と 標準層序

Microbiostratigraphy (微化石層序學) の方法と研究結果のくわしいことわ中世古幸次郎
によつて別に發表される。要するに各地域のできるだけ連続した断面について適當な注意
のもとに一定量の岩石サンプルおとり、その中に含まれる有孔虫その他の微化石を定量的
に研究する。このよおな各断面についての微化石の分析により、生態的局地的の微化石群
(Micro-faunule) お見出す。これらの各断面についての faunule お野外で確實に追跡され
た凝灰岩のよおな時面お示す岩相の助けおかりて隣り合つたものから段々遠いものに比較
してその變化おみる。こんどの場合には余川層群と氷見層群の下部について 11 枚の凝灰
岩が互に補足的の役おして有効であつた。このよおにして今回調査した全地域 (八尾附
近おのぞく) にわたつて下から順に *Miogypsina kotoi* zone, *Nodosaria insecta* zone, *Mart-*
inottiella cf. *communis* zone, *Epistominella pulchella* zone, OST zone, *Polystomellina discorbina-*
ides zone, の 6 の群帯 (Faunizone) お區別することができた。このうち OST zone 以下の 5
わ余川層群中にあり, *Polystomellina* zone わ氷見層群である。 *Epistominella pulchella* zone
わさらに氷見地域の北部でわ 3 の subzone にわけられ, またこれらの zone わいくつかの
zonule にわけられる。zonule わまだ生態的意味の強いもので全地域におよぼすことわでき
ないが, zone わ岩質の異同お越して全地域に適用することができる。これらの zone の
境わ前にのべた岩相による累層の境界とわ斜交する (對比表おみよ)。 *Miogypsina* zone と
Nodosaria zone とわ一方に *Miogypsina Operculina Amphistegina* お含む zonule, がある點以
外ほとんどちがいがなく小型有孔虫の群わほとんど一致する。 *Nodosaria* zone と *Mart-*
inottiella zone とわ岩質的にわ區別できない時が多いが Microfauna わここで急變する。こ
の Microbiostratigraphy の設定によつてそれまで断片的のデータであつた大型化石 (Meg-
afossils) の産出が互に關連づけられ, 大型化石の現象型としての出現から, より本質的の
出現消滅に發展させることができる。かくして大型化石のデータわ一段高い段階の價值お
もつよおになる。このよおにして有効な化石について Biozone, Teilzone, Epibole お
見出す。それらの數例わ對比表の左側に示した。さて以上を綜合して富山地域の標準層序

1) OST わ卵形, 珪質の殻おもつ微生物でその所屬わまだわからないが放散虫でわないかと考えら
れる。OST とわ仮の名である。

として對比表の左に示したよおに**大吞級** (Onomian), **上庄級** (Kamisyoan), **礪波級** (Tonamian) 及 **大桑級** (Onmaan) お定めた。もつとも大吞級の下限わまだ定めてないしそれ以下は八尾地域の研究おさらに進めてからにしたい。これらの級 (class) わ富山石川地域の地方的時間的層序單位であり, 各級の境わ限定されていて, その間に私が "Letter nomination" のときにもちいた~~る~~わ存在しない。大吞級のタイプわ南大吞村方面にあり, 上庄級わ上庄村早借附近, 礪波級わ礪波丘陵, 大桑級わ金澤の南及東の大桑砂層がタイプである。

さて他の沈積盆地の第三紀層との對比わこのよおにして定められた標準層序 (級) おもとし, Microbiostratigraphy によつて斷片的のデータが關連づけられた Megafossils や高等有孔虫によつて行われるもので決して岩相による層序おもとして行うべきものでわなない。しかし他の沈積盆地についてこのよおな研究わまだ充分に行われていないから現在でわ大體の目安おつけるに止る。大體大吞級わ F_3 , 上庄級わ G , 礪波級わ H_1 , 大桑級わ H_2 と考えられ大吞級より下わまだ標準層序おつくつていないが F_1 から F_2 に當るであろお。これらの對比の理由おここでのべる紙面がないが, 岩相による層序のときにのべた化石と, 私が前に "Letter nomination" の中でのべたことお比較して見られれば大體の理由わ判るはずである。大吞級と上庄級との間の Microfauna の急變わ他盆地との對比上有効な目安となるであろお。また Pelagic の有孔虫, 放散虫, 珪藻, OST などのプランクトンの變化わやはり他盆地との對比に役立つと考えている。

沈積輪廻について

前にのべた各層群又わ亞層群わ標準地域でわ大體それぞれ一つづつの沈積輪廻の形お示している。しかしこれお標準層序にしたがつてならべられた對比表でみるとこれらの沈積輪廻がきわめて局地的な現象にすぎないことに氣がつく。つまり加越果層群わ全體として一つの大きな沈積輪廻お示していて, そのなかに地向斜の移動, 局地的に變化のある地殻運動, 火山碎屑物の厚い堆積などによつてひきおこされた小輪廻があり, 各層群 (亞層群) わこれらの小輪廻おあらわすものにすぎないことがわかる。さてこの加越果層群の沈積輪廻わその地質時代おみると, まさに瑞穂紀 (=新第三紀) の沈積輪廻に他ならない。そしてその海進の極大わ上庄級の時期にある。新潟, 秋田あるいわ關東地方などの瑞穂系おみると大體同じよおな形の大きな輪廻がみられる。このよおな沈積輪廻わ局地的の地殻運動, 局地的の地向斜の移動による影響お消しさつたものである。今まで知られた化石の斷片的のデータにもとづいて對比お行つた私の日本第三紀層の對比表 ("Letter nomination" につけたもの) によると古瀬戸内海地域おのぞいて大體瑞穂紀の沈積輪廻に並行性のあることがみられそおである。かくしてもし何らかの方法によつてこれらの沈積輪廻のいずれかの部分について標準層序の對比お行うことができたならば, 全體として海進, 海退の傾向おくらべるることによつてことなつた沈積盆地の間のこまかい對比お行うことが可能となるのでわなないかと考える。この目的のためにわ F_3 階の上限お決定することがもつとも容易

わでわないかとおもう。

あ と が き

日本の第三紀地史學を今書きかえられるべき段階にある。私どもの研究室で古生態學、微化石層序學、Volcanostratigraphy、沈積論の方面からこれをお分析し、これらの間の關連性をお見出し、辨證法的な見方からこれをお發展せしめよとおと努めている。この研究をその第一歩でまだ足りないところが多い。またこの論文で紙數の關係から充分に意をつくせなかつたことが多く、特に後半重要な點なのであるが全く要點だけお記すに止つたからあるいわ誤解も生ずるのでわなないと恐れている。御注意、御意見おきかせて頂きたい。文献も紙數の關係でごく重要なものだけに止める。(1948・12・20)

主 要 文 献

- (1) 横山次郎(1930) 石川富山縣の第三紀層概観 地球14卷第3號
- (2) 望月勝海(1930) 加賀美濃山地北端の地貌並びに地質構造 地質學雜誌37卷445號
- (3) 今村外治(1932) 八尾第三紀層特に含有孔虫岩の分布に就きて 地質學雜誌39卷465號
- (4) 大塚彌之助、望月勝海(1932) 地形發達史(岩波講座地理學)
- (5) 小野山武文(1933) 金澤市並に富山縣石動町附近の第三紀層 地球19卷第4,5號
- (6) 高橋純一、八木次男、青木良一、野田眞三郎(1934) 富山縣氷見推定油田について
石油技術協會誌 2卷第2號
- (7) 大塚彌之助(1935) 石川縣邑知地溝東北部の層序 地質學雜誌42卷503號
- (8) 小野山武文(1935) 高岡市及石川縣津幡町附近の第三紀層 地球24卷第5~6號
- (9) 今村外治(1936) 富山縣地質概要 富山博物學會誌
- (10) 池邊展生(1948) 富山縣西部の第三紀層の研究 地學團體研究會誌2卷第1號
- (11) 池邊展生(1948) "Letter nomination" について 地學團體研究會誌2卷第2號
- (12) 池邊展生 日本の新界の區分の基準 地學的發展第1輯(近刊の豫定)

その他石油開發促進委員會に提出された報告書類。

20万分の一の地形圖輪島、七尾、金澤、富山、高山を参照されると便利である。